

TÓTH GÉZA

#### A KÖZPONTI-BÜKK PEREM-TÍPUSAI, A "BÜKKI KÖVEK" KIALAKULÁSA

Abstract: (Ausgestaltung der Ränder des Zentral-Bükkgebirges Zusammenfassung) Der Aufsatz gibt Antwort zur Ausgestaltung der Ränder des Zentral-Bükkgebirges. Dies detailliert die Ausgestaltung und die Masse der steilen Randabhänge von grossen Niveauunterschieden. Der grösste Stand des Berges ist ein Überrest des tropischen Rumpfniveaus. Die umgebenden niedrigeren, verebneten Oberflächen isolieren sich durch Denudationsprozesse, eindeutig vom Gipfelniveau. Unter dem Gipfelniveau von 950 M folgen die 870-850 M hohen älteren Pliozäne, dann in 700-650 M Höhe die jüngeren, verödeten Oberflächen.

Die Pleistozän Talbildung verödete die Oberfläche im Vorderraum des Zentral-Bükkgebirges bis in die Absoluthöhe von 450 m. Diese Prozesse gestalteten verschiedene Massen und Typen von Randabhängen im Zentral-Bükk.

Der Abhang, gezeichnet mit I/1<sup>a</sup> zwischen den Oberflächen 900 und 700-650 M, der Bergabhang I/2 ausgestaltet zwischen 950-450 M, der I/3: 870-850 M -- 450 M Niveauunterschied sind überbrückene Abhänge. I/5 bedeutet den Abhang zwischen den Oberflächen 950 M und 850-870 M. - "a" bedeutet den Tonschiefer, "m" = von der Oberfläche abgehenden Kalkstein und die höhere Oberfläche einen angreifenden Randabhang. Auf der nördlichen Seite des mittleren Bükkgebirges reihen sich nur Typen I/1. und I/2. Abhänge. Wir unterscheiden steilen Typ mit südlichen Felsenmauern gegliedert ("D") und nördlichen ("E" Typ.)

Die Täler der Szinva und Garadna bilden Talerseiten begrenzte Ränder. Das Mass der Randabhänge wächst von der Quellengegend bis zur Mündung.

Der Aufsatz erklärt den steilen, felsartigen Charakter des südlichen Randes des zentralen Bükkgebirges mit der Anwesenheit des Kalksteines und des Tonschiefers.

A Bükk hegység egyik legjellegzetesebb geomorfológiai képződménye a Központi-Bükk déli pereme, a "bükki kövek" sorozata. Különösen a Központi-Bükk nyugati magasabb része (Magas-Bükk) és a környező területek a Déli-Bükk és az Északi-Bükk gerinc- és tetőszintje között jelentős, átlag 300 m-es szintkülönbség van. A Magas-Bükk tetőszintje és a környező völgytalpak között pedig 400--500 m-es a magasságkülönbség.

A Magas-Bükk déli pereme feltűnően meredek sziklás lejtő, a hegység tájképileg legjellegzetesebb része, ahol karsztfennsíkjának típusos elegyengetett felszíne is jól látható. Ezen a peremen különösen oldalnézetből határozottan feltűnik a 950 m-es csúcsmagasságú tönkfelszín és a 700--650 m-es fiatalabb pliocén elegyengetett felszín ( $P_2$ ), másutt az idősebb 870--850 m-es ( $P_1$ ) és a fiatalabb 700--650 m-es  $P_2$  lepusztulási felszín között elhelyezkedő lejtő sziklás, helyenként meredek falú részletei a "bükki kövek" (1., 2. fénykép). Kérdés, hogy mikor és milyen folyamatok tagolták a miocénban betakart tönkfelszínt a magas-Bükk fennsíkjára és a környezetében mélyebben túlnyomóan agyagpalákon elhelyezkedő fiatalabb pliocén ( $P_2$ ) elegyengetett felszínre? Hogyan formálódott ki az átmeneti lejtő, amely csak a déli oldalon jelentkezik sziklafalakban a "bükki kövekben", míg az északi oldalon meredek, de nem függőleges falakkal tagolt peremet képez. Bizonyítékokkal alátámasztott részletes választ ezidáig nem kaptunk a kérdésre.

#### A Bükk-fennsík déli peremének kialakulását magyarázó elméletek

Strömpl G. (1914) megemlítette, hogy a "Bükk-fennsíkjának hosszan elnyúlt szögletes alakját szintén elvetődési vonalak közé szoríthatjuk". Erre a feltevésre határozott választ a későbbi geológiai kutatásoktól várta. Az ekkori ismeretek és adatok birtokában valószínűnek tartotta a fennsík peremének tektonikus kialakulását.

Leél-Ússy S. (1954), Láng S. (1953, 1964), Peja Gy. (1954, 1962), Frisnyák S. (1958, 1970) neogén tektonikus erőknek tulajdonították a Magas-Bükk kiemelkedését, elkülönülését környezetétől. Ebből a Magas-Bükk peremének kialakulására egyértelműen tektonikus válasz adódott.

Leél-Ússy S. határozottan tektonikus magyarázatot adott a Magas-Bükk kiemelkedésére. Peremeit majdnem minden oldalról éles, egyenes meredek és





1. fénykép A Három-kő sziklás déli peremlejtője a Tar-kőről



A Magas-Bükk déli pereme, előtérben a fiatalabb pliocén  
elegyengetett felszín

2.fénykép

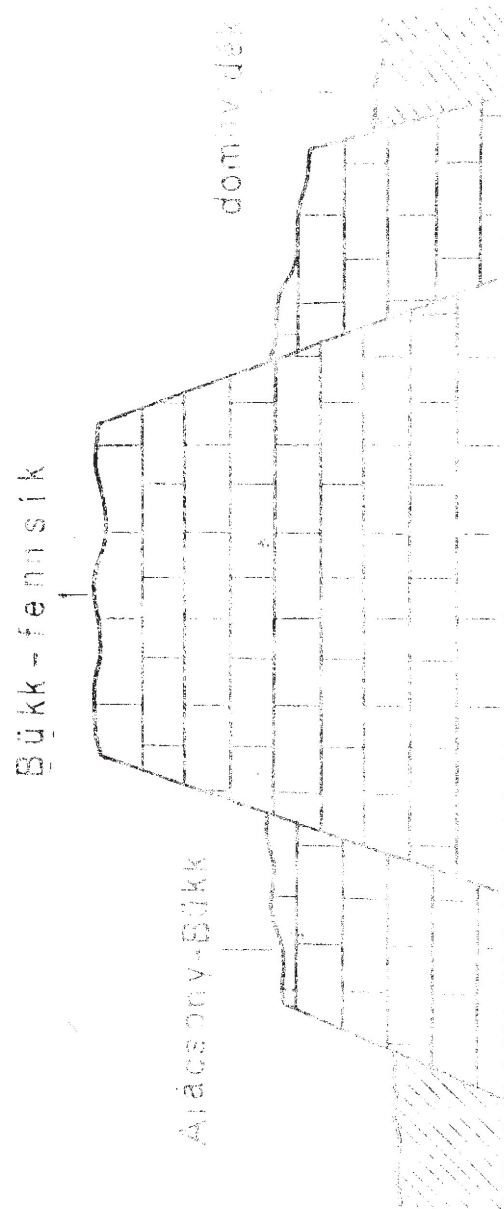
1. = Tar-kő és a 950 m-es tönkfelszín részlete
2. = 650--700 m-es fiatalabb pliocén elegyengetett felszín
3. = A fiatalabb pliocén lepusztulásfelszín "lenyesett" mészkő  
térstíne 700 m-es magasságban a Farkas-kő DNY-i előtérében.  
A felvétel a Farkas-kőről készült.



sziklás lejtők az ún. "bükki kövek" határolják, olvashattuk tanulmányában. Geomorfológiai térképen körös-körül töréses peremeket ábrázolt. Erre a felfogásra támaszkodva Frisnyák S. a Bükk központi fennsíkját sasbércecs kiemelkedésnek vélte és ábrázolta (1. ábra). A tektonikus magyarázat, különösen a meredek "bükki köveken" állva és letekintve meggyőzőnek tűnt. Más lehetséges magyarázat hiányában a legtöbb szakember elfogadta. Olyan magától értetődőnek tekintették, hogy nem is keresték a bizonyítékokat sem a földtani irodalomban, sem pedig a terepen..

Leél-Össy S. tektonikus álláspontjával eltért Schréter Z. (1954) véleményétől, de nem támasztotta alá bizonyítékokkal a tektonikus alapon nyugvó geomorfológiai magyarázatát. Schréter Z. a hegység töréses szerkezetét másodlagosnak tartotta. Elsősorban hegységperemi szegélytörésekről írt. A hegység belsőjében jelentősebb felszínformáló törésvonalakat nem mutatott ki. Figyelemre méltó a Magas-Bükk kiemelkedő elkülönült helyzetének kérdésében, Davis, Penk, Markov geomorfológiai eredményeinek hangoztatása. Ezzel a neogén szerkezeti mozgások egyidejű tagadása mellett felvetette a lepusztulások felszínfejlődés lehetőségét.

Később Balogh K. (1964) is hangsúlyozta, hogy a hegység a paleogén és neogén folyamán inkább csak egészében süllyedt vagy emelkedett. Pécsi M. (1963) a tönklépcsős szerkezet denudációs képződésének lehetőségét ismét hangoztatta a tektonikus magyarázattal szemben. 1967-ben Magyarország Nemzeti Atlaszában pliocén denudációs lépcsőnek tüntette fel a 650--700 m-es elegyengetett felszínt. Pinczés Z. (1968, 1970) a hegység legmagasabb és második, 650 m-es lepusztulási szintje között kialakult tereplépcső eredetére nem adott választ. Térbeli elhelyezkedése alapján inkább lepusztulások eredetűnek vélte. A "Középső-Bükk" (650 m-es) elegyengetett felszínének kialakulási idejét és típusát a felső felszínnel a "Magas-Bükkel" azonosnak tarotta. Ez a megállapítás a tereplépcső eredetére tektonikus magyarázatot tesz lehetővé. A tektonikus magyarázatnak jelenlegi ismereteink alapján nincs meg a földtani alapja, helyette denudációs folyamatokkal adható válasz a miocénban lefedett tönkfelszín későbbi feltárolódására. A Magas-Bükk peremének kialakulása szorosan összefügg a fiatalabb pliocén ( $P_2$ ) elegyengetett felszín a mai 650--700 m-es tetőszint képződésével, annak genetikai típusával.



1. ábra. A Bükk eltérő magasságú felszíneinek tektonikus elkülönülése  
Frisnyák S. szerint.

Aki tektonikusnak tartotta a peremet egyben a két alapvető szint elkülönülésére is felelt. Ha nem szerkezeti elmozdulásokkal magyarázzuk a "bükki köveket", hanem denudációval, akkor a kövek előterében fekvő egyengetett felszín fejlődéséből kell levezetni. Pinczés Z. (1968, 1970) korábbi tanulmányaiban a pliocén végéig fedettnak tartotta az egész Bük-köt. A Déli Bükkben végzett üledékvizsgálatai alapján a pliocén lepusztulással a hegység alapközetein és ennek következtében a két szint a pliocénban bekövetkező denudációs elkülönülésének lehetőségével sem.

Újabban Pinczés Z. (1971, 1976, 1980, 1981) átértékelte a hegység pliocén fedettségét és a felső két szint korát. Végeredményben a perem kérdését, annak eredetét és kialakulási idejét részletesebben nem érinti. Magas-Bükkről és Középső-Bükkről írt, mindkettőt felsőkréta--középső-eocén képződött, majd a pliocénban exhumált trópusi tönkfelszínnek nevezte. Ez a felszínmeghatározás nem sok választási lehetőséget tartogat a Magas-Bükk peremének kialakulására, eredetére, mégsem mondta ki az ebből adódó következtetést az azonos eredetű exhumált felszínnek elkülönülésének folyamatára, a perem genetikájára.

Hevesi A. (1978) a tektonikus felfogást nem fogadta el, a peremek kialakulásának magyarázatokor, ugyanakkor elvetette a hegység különböző korú egyengetett felszíneinek eddig egyetlen geomorfológus által sem vitatott létezését. Schréter Z., Leél-Össy S., Láng S., Frisnyák S., Pécsi M., Pinczés Z. és a Bükkről tankönyvet, cikket író szerzők különböző elnevezéssel és főleg eltérő genetikával, de megemlítették a hegység eltérő magasságú és korú lepusztulásszintjeit. Hevesi A. (1978) a hegység különböző korú felszíneinek tagadásával elvetette azt a lehetőséget, hogy a peremlépcső képződését a hegység denudációs felszíneinek kialakulásával magyarázza. Véleménye szerint a "Kis- és Nagy-fennsík peremein, ahol a fennsíkok mészkőredő teknői és az agyagpala térszínek között eltérő kőzetkeménység következtében hosszú lepusztuláslépcső keletkezett". Majd doktori disszertációmra hivatkozva írta: "A dél felé dőlő mészkőrétegek, az alátámasztásukat jelentő agyagpalák gyorsabb lepusztulása miatt leszakadoztak". Ezzel kapcsolatban két pontatlanság is csúszott be Hevesi A. tanulmányába, egyik az irodalom pontatlan idézése (évszám és cím), másrészt tartalmilag az 1976-ban a Központi-Bükk karszthidrográfiája címen elkészült értekezésemben határozottan állást foglaltam amellelt, hogy a



tereplépcső két elegyengetett felszín között alakult ki. Ugyanez olvasható 1976-ban "A Bükk hegység felszínfejlődési vázlata" című tanulmányomban is. Doktori dolgozatomban erre vonatkozóan ez áll: "A Központi-Bükk tönkfelszín maradványát körülvevő alacsonyabb elegyengetett felszín nem tektonikus elkülönülés eredménye". A két elegyengetett felszín között tereplépcső helyét az eltérő minőségű kőzetek határa szabta meg" (mészkö-agyagpalák határa). Más szóval az állékonyabb mészkőnél lelassult, megtorpanó az agyagpalán gyorsan előrehaladó pedimentációs folyamat. 1974 őszén Hevesi A.-val közös terepbejárásunk alkalmával hangsúlyoztam a kőzethatár jelenlétét és a kőzetminőség szerepét, de a kőzetkülönbség önmagában nem ad magyarázatot a peremek kialakulására. Nyilvánvalóan nem alakulhatott ki 300 m-es tereplépcső a pleisztocén folyamán csupán az eltérő kőzeteken folyó lepusztuláskülönbség következtében, ahogy ez dolgozatában megfogalmazódik. Továbbá helyesíteni kell azt is, hogy "Dél felé dőlő mészkőrétegek" (Hevesi A. 1978) hozzájárulnak a déli perem formakincsének kialakításához. Valójában ugyanis a Magas-Bükk déli peremén a rétegek észak felé dőlnek. Ezt dolgozatomban saját mérések alapján számszerűen is bemutattam, és rajzban két ábrán is szemléltettem. A rétegek téves irány meghatározása a magyarázatot érthetlenné teszi, amely a fennsík déli peremének az északitól eltérő formakincsének megoldására törekszik. Nyilván a délre, kiékelő, északra dőlő rétegekre gondolt a szóbanforgó geomorfológiai képződmények ismertetésekor.

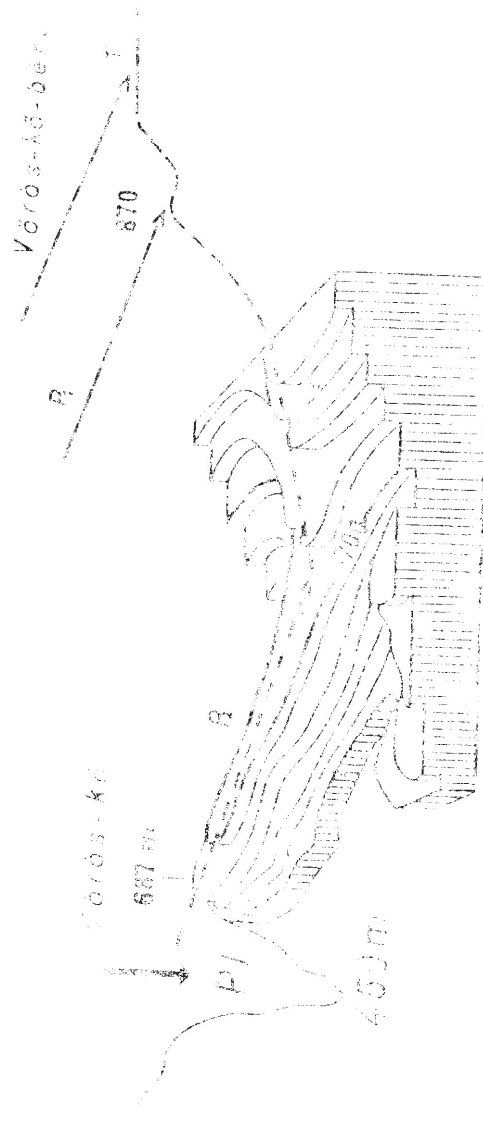
Amennyiben hiányzik a "bükki kövek" tektonikus magyarázatának az alapja, a hegység belső törésrendszere, legalább annyira kérdéses egymagában a kőzetminőségre alapozott elgondolás is. Cáfolható a szükséges lepusztulási idő hiányával, figyelembe véve a két kőzet denudációs különbségét. A pleisztocén időtartama kevés és az éghajlata nem megfelelő a "kövek" előterében fekvő nagyméretű elegyengetett felszín kialakulásához. Sokkal egyszerűbb azonban közismert tényekre, az agyagpalával egy szintre lepusztul (lenyesezt) mészkőrögökre hivatkozni a kőzetminőségi különbségekre alapozott denudációval szemben. Pl. a Feketelen-mészkőrög (654 m), Bányhegy-erőse (629 m), Hosszú-som (364 m), Balla-bérc (639 m), Kövesvárad (654 m) mészkőrögök pedimentációval jutottak egy szintre az agyagpalával a pliocénban. A pleisztocénban csupán 40--60 m-es kőzetminőségi szintkülönbségek alakulhattak ki, helyenként a mészkőfelszínek javá-

ra (Kőlyuk - Galya (720 m), Gerenna-vár (757 m), felsőtárkányi Vár-hegy (669 m). Kb. 1 millió év alatt 10 m mészkő, 50 m agyagpala lepusztulással számolhatunk.

Láng S. (1968) véleménye szerint a pleisztocénban mély völgyhálózat képződött, tehát már a pleisztocén előtt ki kellett alakulni a mai 650--700 m-es elegyengetett felszínnek. A fiatalabb elegyengetett felszínbe vésődtek a völgyek. A fennsík peremének közetminőségi alapon magyarázott elkülönülése következtében a környező agyagpala térszinekből 200--300 m magas mészkő maradvány hegyeknek kellene kiemelkedniük merész, meredek formákkal, hasonlóan a fennsík köveinek pereméhez, hiszen egységes fedett tönkfelszín volt a -- feltételezett közetminőségtől függő -- lepusztulási folyamat kiindulási állapota. Ezzel szemben a Magas-Bükk környezetében közvetlenül a magasabb mészkő képződmények peremén, szomszédságában is megtalálhatók a lenyesett mészkőfelszínek. Az állékonyabb mészkőre helyenként "ráfutott" a pliocén pedimentációs folyamat és azon is tovább haladt. Pl. a Bánya-hegyi útorház feletti lenyesett felszín, a Farkaskő déli planációs felszíne (3. fénykép), továbbá a Vörös-kő Észak felé futó gerince és a Gerenna-vár lenyesett mészkő röge. A két utóbbit amellett, hogy típusos példák, azért is megemlítem, hogy kifejezzem eltérő véleményemet Hevesi A. azon elgondolásával szemben, amely szerint a Vöröskő és a Gerenna-vár sziklás külső lejtői (sziklaletörései) a fennsík egykori peremének megmaradt részei lennének. A Vörös-kő (687 m) sziklafala nem bizonyítja a fennsík egykori peremét, hasonlóan a Gerenna-vár (757 m) ki-fel-é néző sziklás lejtője sem, hiszen a fiatalabb ( $P_2$ ) pliocén elegyengetett felszíntől csak a pleisztocén völgybevágódások után különültek el és váltak önálló hegyekké, szabad sziklafalakká. Mindkettő lapos teteje a fiatalabb pliocén elegyengetett felszín része volt és csak több száz méteres fennsík felé vezető "lenyesett felszínen" haladó út után találkozunk a tényleges fennsík peremmel, a meredek, ma is hátráló lejtővel. A fennsík mészkő lejtőinek jelentős, több száz méteres hátrálását természetesen figyelembe kell vennünk. Másrészt azért sem helytálló a példa, mert ezek a mészkőrögök nem a fennsík összefüggő nagykiterjedésű mészkő képződményeihez tartoznak, hanem agyagpala környezetben elhelyezkedő kőzetkifejlődésükben is eltérő szigetszerű rögök. A fennsík pereme már akkor kialakult és hátrált, amikor a szóbanforgó mészkőrögök a környezet szintjéből



A Farkas-kő DNy-i előtere a Bánya-hegyi útórház felett. Jellemzőes  
3. fénykép 700 m-es magasságban "lenyesett" mészkőfelszín a fiatalabb pliocén  
lepusztulási felszín hegység felőli pereme.



2. ábra. A Vörös-kő-bérc mészkövön lenyesett felszíne 700 m-en.

Jelmagyarázat T = tönkfelszín  $P_1$  870--850 m-es idősebb pliocén  
felszín maradványa  $P_2$  a fiatalabb pliocén le-  
pusztulási felszín maradványa  
 $P1$  = pleisztocén völgybevágódás





4. fénykép A Vörös-kő lenyesett gerince.



még nem emelkedtek ki, a Magas-Bükk-től 200--300 méterrel alacsonyabban elhelyezkedő lepusztulásszintbe simultak bele. Csak a pleisztocén völgy-bevágódások különítették el, tették önálló hegyekké (2. ábra, 4. fénykép).

#### A Központi-Bükk peremtípusai

A Központi-Bükk határa változatos formakincsű. Ez abból adódik, hogy nem egyetlen geomorfológiai körzet pereme, hanem különböző magasságú elegyengetett felszínnek hegység felé hátráló lejtőjén képződött. A központi hegységrész peremein az eltérő geomorfológiai körzetek és azok magassági különbségei indokolják a peremtípusok megkülönböztetését.

##### I. peremtípus

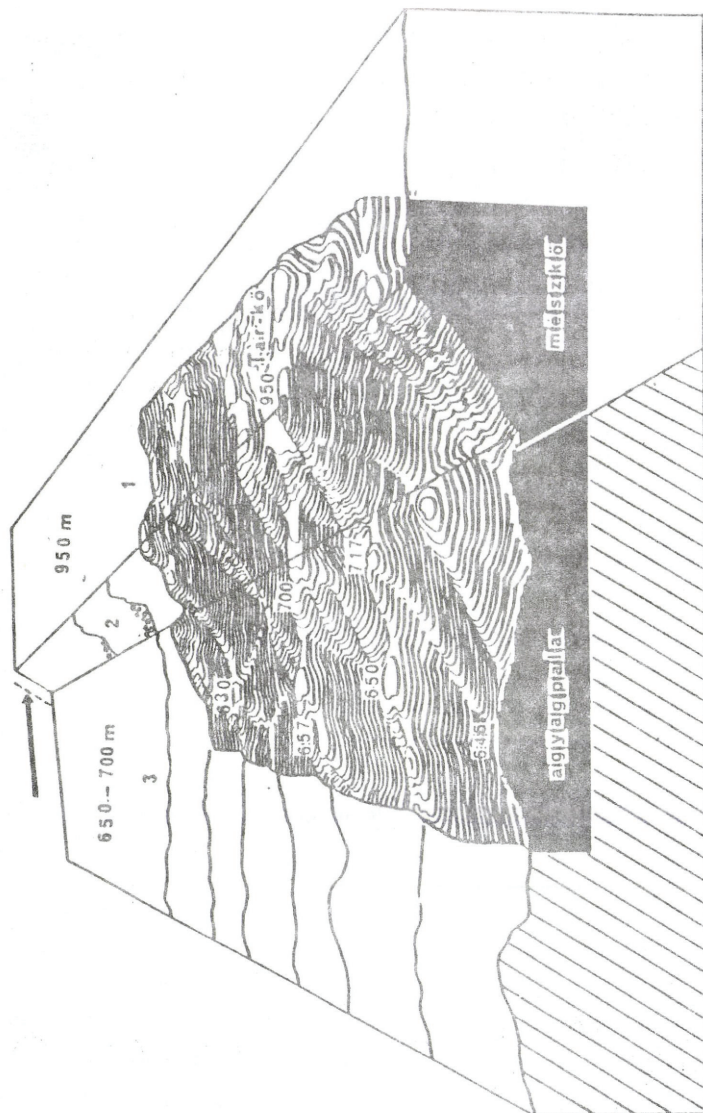
Nagy szintkülönbségű meredek, helyenként sziklafalakkal tagolt perem. A 950 m-es tetőszintű tönkfelszín, máshol a 870--850 m-es idősebb pliocén elegyengetett felszín és a fiatalabb pliocén lepusztulási felszín között helyezkedik el.

##### II. peremtípus

A fiatalabb pliocén elegyengetett felszínt részekre tagoló Szinva és Garadna mély eróziós völgyének meredek völgyoldalai.

A két peremtípus közül az első a jellegzetesebb, tájképileg lejtői nagyobb szintkülönbséget hidalnak át. Előfordulása: Bél-kő -- Tar-kő -- Bánya-hegy -- Zséri-Nagy-Dél és a Bél-kő -- Bálvány vonalon. Az első típuson belül a peremlépcső magasságát alapul véve megkülönböztetünk olyan szakaszokat, ahol a 950 m-es tönkfelszín és a 700--650 m-es fiatalabb pliocén ( $P_2$ ) hegyláblépcső között 250--300 m szintkülönbségű egységes lejtő alakult ki (Tar-kő -- Három-kő -- Kőhát -- Istállós-kő -- Bálvány és közvetlen környéke). Másképp szólva a tényleges Bükk-fennsík és a fiatalabb pliocén lepusztulásfelszín közötti tereplépcső 250--300 m-es szintkülönbségű lejtői (I/1. típus 3. ábra, 5. fénykép).

Ezek a lejtők tovább folytatódva 400--500 méteres szintkülönbség után érik el a völgytalpakat (I/2. típus). Szerényebb magasságú peremlejtők



3. ábra

A Magas-Bükk déli pereme a Tar-kő térségében

Jelmagyarázat

- 1 = 950 m-es trópusi tönkfelszín maradvány
- 2 = A fiatalabb pliocén lepusztulási felszín hátráló lejtője
- 3 = A fiatalabb pliocén felszín.



5. fénykép

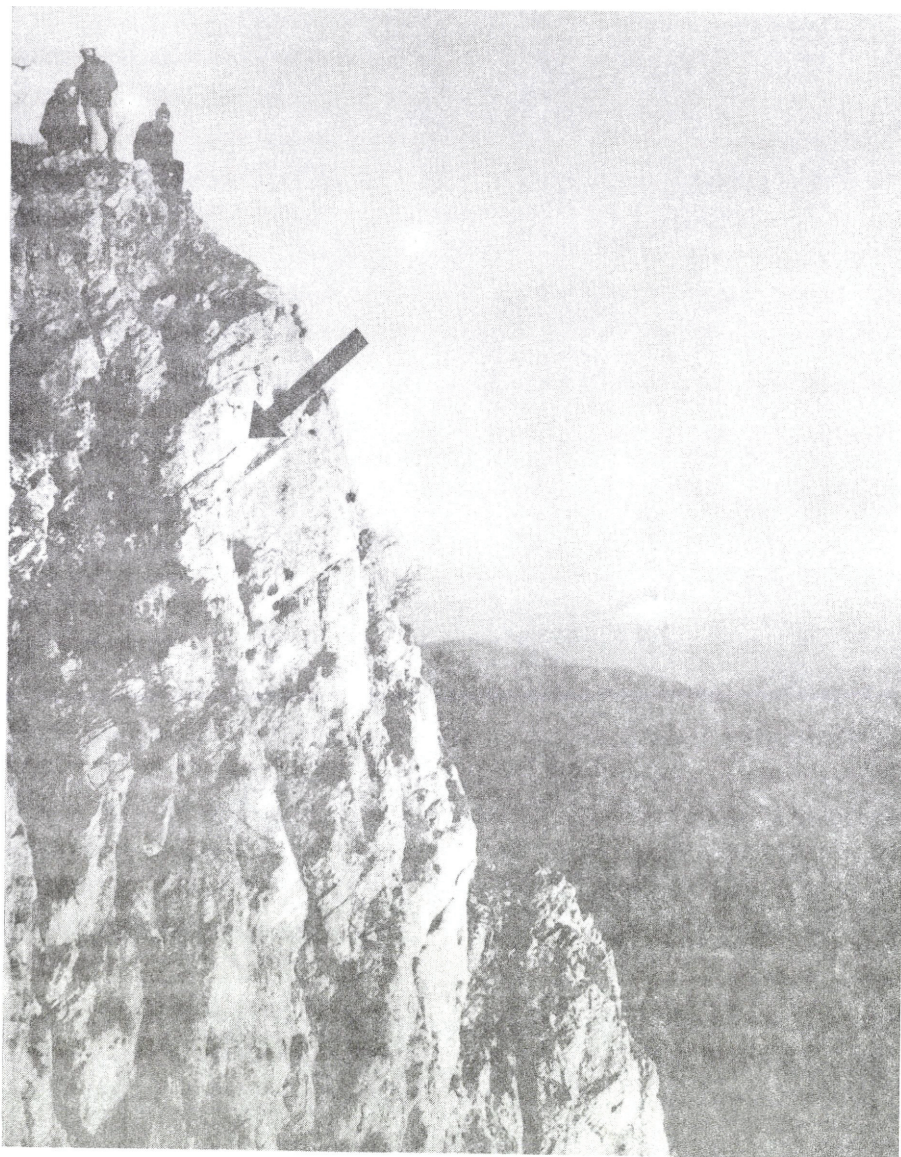
A Tar-kő déli egységes lejtője. I/1 típusú peremlejtő. A kép közepén elhelyezett nyilak az idősebb pliocén lepusztulási felszín magasságát jelzik. (Tar-kő barlang, lenyesett mészkőpárhány) (a szerző felvétele)

találhatók a 850 m-es idősebb pliocén lepusztulási felszín ( $P_1$ ) és a 650--700 m-es fiatalabb pliocén lepusztulási felszín ( $P_2$ ) között (I/3. típus). A 850--870 m-es felszín és a pleisztocén völgyfők talpmagassága között nagyobb szintkülönbségű lejtők találhatók (I/4. típus). Ilyen peremek szegélyezik a Magas-Bükköt a Pes-kő -- Bél-kő között. A Bél-kőtől a Pes-kőig a Központi-Bükk nyugati részén, a Sima-kő előterében a Bánya-hegytől a Nagy-délig a 650--750 m-es előtérre I/3 típusú lejtők tekintenek, illetve a völgytalpakig folytatódnak I/4 típussal, I/5 típusú a 950 m-es és a 850--870 m-es felszín közötti lejtő. A Központi-Bükk keleti részén az idősebb pliocén lepusztulási felszín (850--8700 m) már csak néhány hegytetőben tükröződik. Ugyanakkor a szomszédos Délkeleti-Bükk jelentős része mészkő, ahol 50 m-rel átlagosan magasabb a felszín, mint a szomszédos ágyagpalákon. Így a fiatalabb pliocén lepusztulási felszín ( $P_2$ ) és az idősebb pliocén elegyengetett felszín ( $P_1$ ) lealacsonyodott maradványa között a Központi-Bükk délkeleti oldalán jóval szerényebb méretű denudációs lépcső ismerhető fel. ezek a lejtők általában 500--100 m szintkülönbségűek. Mégis elegendő a genetikai és geomorfológiai határ kijelöléséhez.

A Garadna és a Szinva völgye nem geomorfológiai körzetek határai, hanem azonos felszínfejlődésű terület a fiatalabb pliocén elegyengetett felszín, azaz egy geomorfológiai körzet feltagolói. A Központi-Bükk völgyoldalakkal határolt peremei mégis szembeűnőek, meredek. A központi hegységrészt határoló völgyoldalak mérete a völgyek futásiránya felé gyorsütemben növekszik.

Az előzőekben rámutattunk (Ióth G. 1975, 1976, 1979, Hevesi A. 1978) a fennsíki mészkő sajátos hegységszerkezeti képződményére és az abból fakadó geomorfológiai következményekre. A fennsíki rétegteknő északra dőlő, délre kiékülő rétegei a 650--700 m-es szintre elegyengető pliocén pedimentáció következtében alátámasztásukat veszítették. Ennek következtében a déli oldalon meredek sziklás lejtők alakultak ki, majd hátráltak a hegység központi része felé. Az északi oldalon nem található meg ez a szerkezeti feltétel, ezért a kialakult formakincs is más. Az I/1 típus lehet "D"-déli sziklafalakkal tagolt és "É"-északi meredek, de sziklafalak nélküli típusú. Az északi oldalon a hegységrész egykori magasabb helyzete következtében valószínűleg csak keskeny sávban alakult ki a  $P_1$





6. főnykép

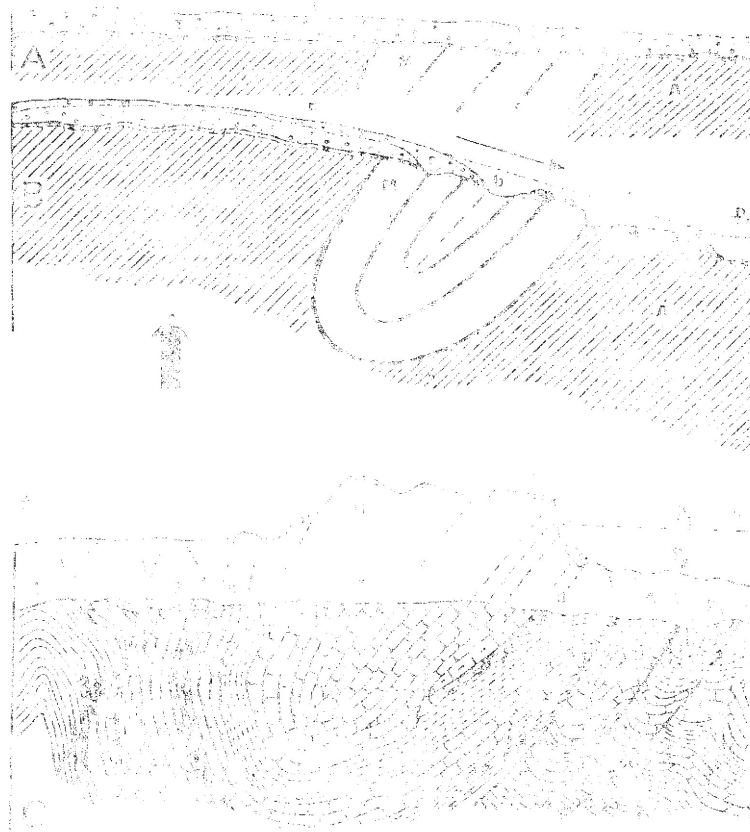
A Pes-kő meredek sziklafala

A nyíl a rétegdőlés irányát jelzi.

Az előtérben a 700-650 méteres lepusztulási felszín  
(a szerző felvétele)



lepusztulási felszín, majd a fiatalabb pliocén felszín képződése elpusztította, ezért északon nincs közbülső lépcső, csak I/1 és I/2 típusú peremlejtőkkel találkozunk. A déli irányba kiékelő 52,5 fokos átlagos dőlésű és 335 fokos dőlési irányú rétegek szükségszerűen az alátámasztás elvesztése következtében dél felé leszakadoznak az agyagpala területek irányába. Ez a folyamat rövid szakaszokon meredek falakat alakított ki (6. fénykép). Az alacsonyabb környezet felé kiékelő fokozatosan alátámasztásukat elvesztő kőzetrétegek szükségszerűen kialakítják a leszakadásos függőleges falú sziklaszirteket nemcsak a Központi-Bükk peremén, hanem a Kis-fennsík hasonló képződményeinél is. Pl. a Kapu-bérc fordított helyzetű, de hasonló szerkezetű képződmény. A hegységszerkezet délen meredek, helyenként függőleges formákat eredményezett (4. ábra), a bükki kövek sorozatát. Északon szintén meredek, önmagukkal párhuzamosan hátráló lejtők alakították ki a denudációs lépcsőt a két lepusztulási felszín között (7. fénykép). Itt a formák nagy vonásokban egységesek, a lejtőket azonban felszabdalták az eróziósan bevésített, majd kőfolyásokkal tovább pusztuló, rendkívül tagolt, keskeny szűk völgyek, "kőfolyásos csatornák". Az északi oldal lejtői élénk, fiatalos formákban gazdagok. Ez az Ény-i hegységrész erős felboltozódását és a gyorsütemű, nagyméretű lepusztulását bizonyítja. E lepusztulási folyamat iránya a fejlődés későbbi szakaszában változott át a déliből északira. Mind az északi, mind a déli oldalon jelentős krioplanációs folyamatok játszódtak le a pleisztocénban és szerényebb formákban még ma is. Ezek hatására a pedimentációs tereplépcsők pereme egyre inkább hátrált, eltávolodott az agyagpala-mészko kőzethatártól (400--600 m-es hátrálás). Az erős kőzetaprózódás, krioplanáció a lejtőkből kiemelkedő kőzettömböket, bástyákat, tornyokat, mindjobban elkülöníteni, majd alátámasztásukat veszítve ledönteni, feldarabolja. A krioplanációs folyamatok szempontjából a szerényebb kőzetminőségi különbségek és rétegtani változások is jelentősek. Ezek a különbségek határozzák meg az északi oldalon gyakori kőcsatornák, kőfolyások, délen az erősebben hátráló mészkőfal részletek helyét. Az említett folyamatok tagolták és részben még ma is tagolják az egykor egységesebb kőzetleszakadásos sziklafalakat. A sziklafalak tagolásában jóval kisebb szerepet kap egy-egy barlang vagy barlangkürtő, amely a sziklafalak hátrálásakor feltáródik. A sziklafalak hátráló folyamatai tárják fel, nyitják meg a kőzetekben rejtőző üregeket,



4. ábra. A Kézvizi-Bükk és közvetlen környékének felszínfejlődése  
a miocén végétől (3 fázisban)  
(Jelmagyarázat a túloldalon)

Jelmagyarázat A = miocén üledékekkel (F<sub>w</sub>) takart tönkfelszín (T)  
M = mészkő  
A = agyagpala  
B = az üledékekkel takart tönkfelszín egyenlőtlen felboltozódása  
a, b, c a lepusztuló miocén takaró  
P<sub>1</sub> = az idősebb pliocén lepusztulás szintje  
C = A mai állapot T, P<sub>1</sub> és P<sub>2</sub> szintekkel valamint a P<sub>1</sub>-pleisztocén völgybevágódással  
A rajz alsó része a hegységszerkezet (Balogh K. szerint) és mai felszín összevetése.

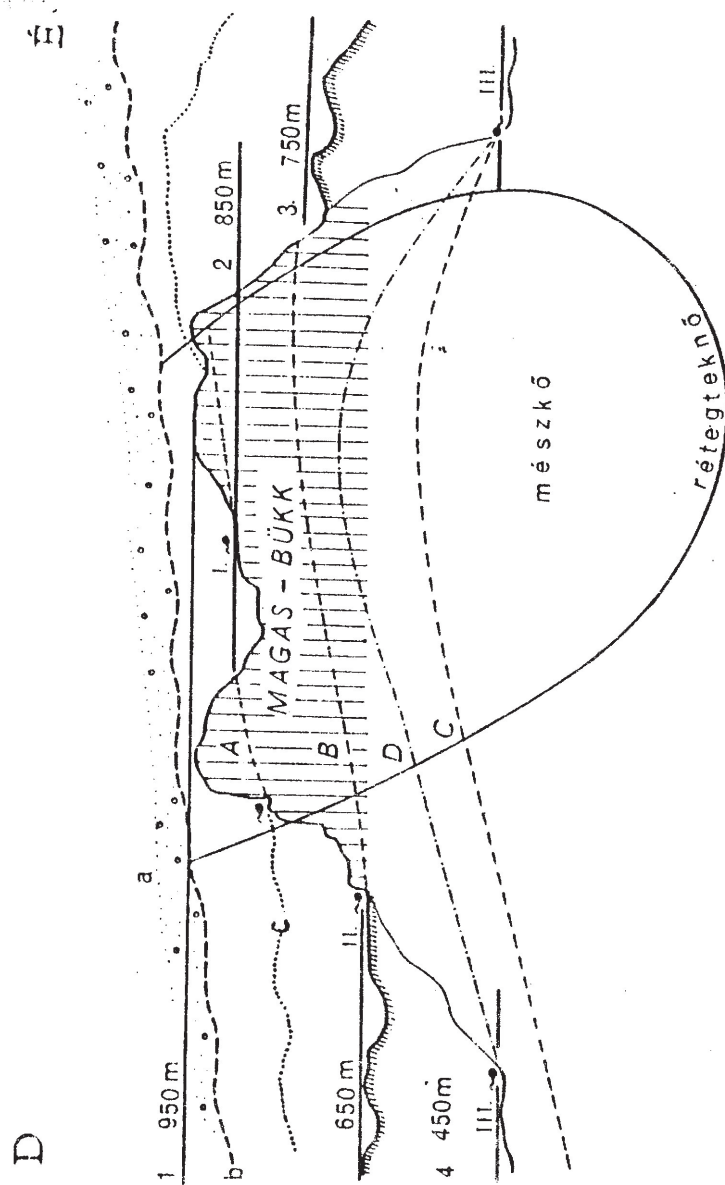
1. Felsőkarbon sötétszürke pala és homokösszlet
2. Alsó triász általában
3. Szürke alsó-anizuszi dolomit
4. Középső anizuszi porfirit diabáz és tufái
5. Felső-anizuszi fehéres-szürke mészkő
6. Alsó és középső ladini sötétszürke agyagpala és homokösszlet
7. Felső-ladini karni fennsíki mészkő
8. Alsó- és középső ladini kovalpa és radiolarit



7. fénykép

Az Istállóskő északi oldalán a felhagyott mészkőbánya falán jól látszik a mészkő rétegeinek dőlése (fekete nyíl). A szaggatott vonal a felszín futását jelzi.





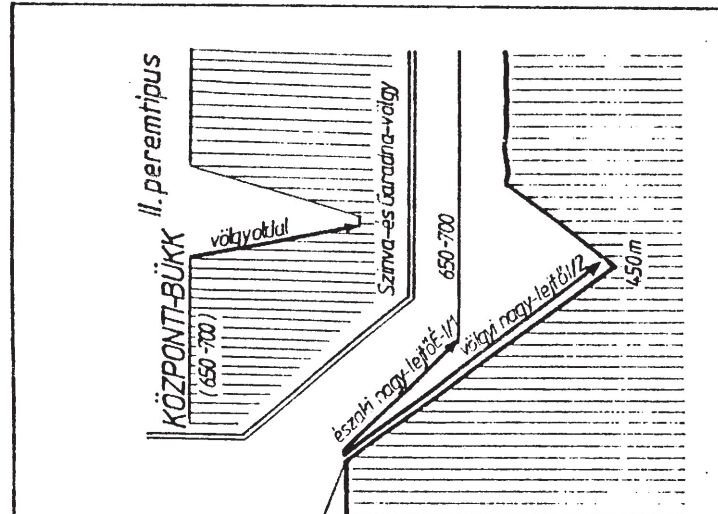
5. ábra. Forrásbarlang szintek a Központi-Bükk déli peremén



5. ábra. Jelmagyarázata

Jelmagyarázat

- a = miocén takaró  
b = trópusi tönkfelszín (agyagpalán és mészkövön)  
c = lepusztulási állapot a 870--850 m-es felszín  
képződése idején
- 1 = 950 m-es tetőszintű-fennsík  
2 = 870--850 m-es idősebb pliocén lepusztulás-felszín  
3 = 750 m (északon) 700--650 m (délen) fiatalabb  
pliocén lepusztulás - felszín
- I = 870--850 m magasan képződött karszterózióbázis  
II = 700--650 m-en képződött karszterózióbázis  
III = a mai völgytalpakra futó karsztvíz felfakadási  
szintje



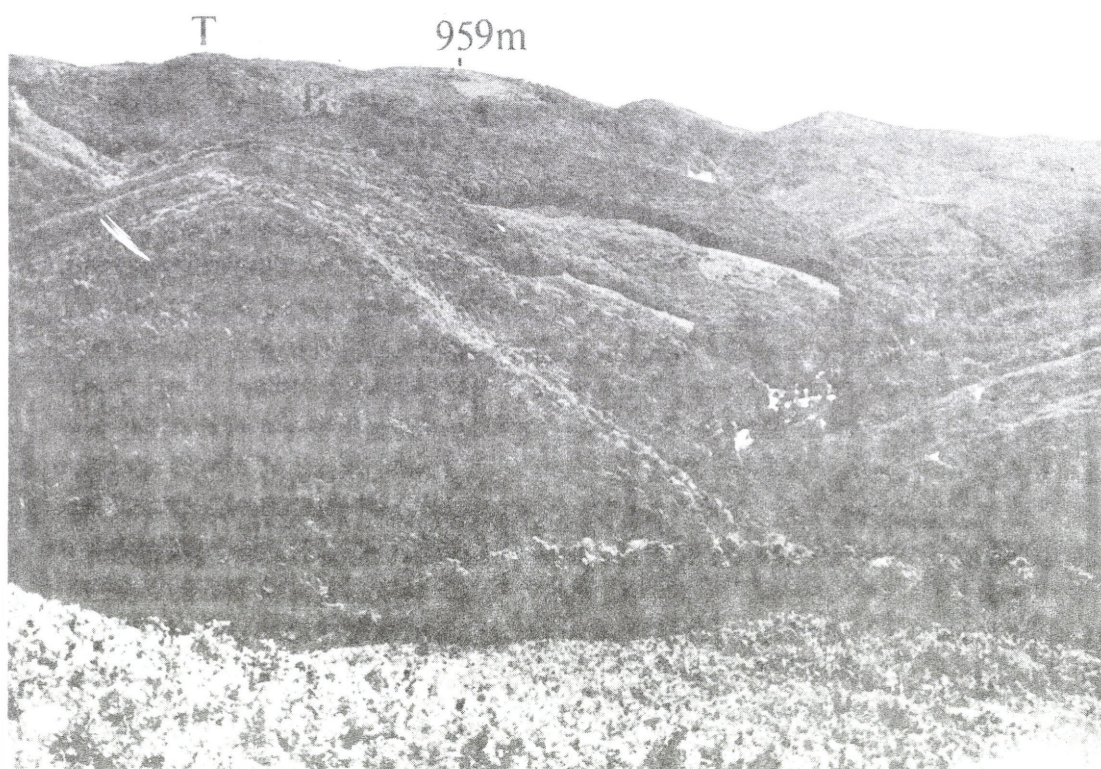
- Jelmagyarázat
- D = Déli oldal
- D-I/1 = a 950 m-es tetőszintű tönkfelszín és a 650 m-es fiatalabb pliocén lepusztulás-felszín közötti lejtő.
- D-I/2 = a 950 m-es tetőszint és a középső völgytalpakig futó lejtő (400--500 m-es szintkülönbség).
- D-I/3 = a  $P_1$  és  $P_2$  lepusztulás-szintek között képződött lejtő (150--200 m)
- D-I/4 = a  $P_1$  és a környező völgytalpak közötti lejtő (350--400 m)
- D-I/5 = a 950 m-es tönkfelszín és a 850 m-es  $P_1$  felszín között kialakult lejtő
- É-I/1 = a 950 m-es tönkfelszín és a 650 m-es  $P_2$  felszín között elhelyezkedő lejtő.
- É-I/2 = a 950 m-es tönkfelszín és a környező völgytalpak közötti nagy lejtők (450--500 m-es szintkülönbség)



kürtöket. Túlzott szerepet tulajdonított Hevesi A. (1978) a képződményeknek a sziklafalak hátrálásában és feltagolásában.

A Központi-Bükk peremlejtői osztályozhatók az előzőekben ismertetett magassági, genetikai alapon kívül aszerint is, hogy a 950 m-es tetőszintű tönkfelszín vagy a 850 m-es idősebb pliocén lepusztulási felszín felé a 650--700 m-es fiatalabb pliocén elegyengetett felszínen, agyaggalán vagy mészkövön haladt előre. Az agyaggala lepusztulási felszínről induló egységes mészkőlejtő (tereplépcső) található a Tar-kő -- Három-kő -- Istálló-kő előterében, jelölése "a". Máshol a pliocén elegyengetett felszín ( $P_2$ ) mészkőre futott és azon lenyesett mészkőfelszínt képezett, majd innen hátrált a lepusztulási felszín meredekebb lejtője a 950 m-es, máshol a 850--870 m-es elegyengetett felszínig. Jelölése "m". Az "a" egységesebb, az "m" tagoltabb peremlejtőt jelent általában.

A Központi-Bükk peremeinek kialakulását a hegység legmagasabb lepusztulási felszíneivel szoros kölcsönhatásban magyarázhatjuk és bizonyíthatjuk. A Bükkben a geomorfológiai bizonyítékok mellé, a lepusztulási szintekhez karsztgenetikai érveket is felsorakoztathatunk. A kimutatott lepusztulási felszínek hegység felőli peremein a hátráló mészkőfalakban forrásbarlangok bizonyítják, hogy karszterózióbázisokat képezett a források előterében elhelyezkedő azóta sokhelyen lepusztult egykori elegyengetett felszín (5. ábra). A peremek típusa, mérete a lepusztulási felszínekkel, a hegységszerkezettel és a kőzetminőséggel szoros kölcsönhatásban formálódott ki (6. ábra).



8. fénykép

A Magas-Bükk északi pereme, előtérben a Szalajka-völgy

T = tönkfelszín      P<sub>2</sub> = fiatalabb pliocén elegyengetett felszín  
maradványa

## Irodalom

- Balogh K. (1963): A Bükk-hegység és környékének földtani térképe.  
(M = 1 : 100 000) MÁFI.
- Balogh K. (1964): A Bükk-hegység földtani képződményei MÁVI Évk.  
(XLVIII. 2. p. 245--553).
- Bulla B. (1954): Általános természeti földrajz II. Tankönyvkiadó.  
Budapest. p. 323--324.
- Bulla B. (1962): Magyarország természeti földrajza. Tankönyvkiadó.  
Budapest.
- Dénes Gy. (1971): A fokozatosan lepusztuló vízzáró takaró szerepe az  
exhumálódó karszt morfológiai fejlődésében Karszt- és Barlang 1. p.  
5--8.
- Frisnyák S. (1958): A Bükk-fennsík kialakulása és mai felszíne. Borsodi  
Fölldr. Évk. 1. p. 14--19. Miskolc
- Frisnyák S. (1970): Bükk utikalauz. Budapest p. 27--40.
- Hevesi A. (1977): Bükk utikalauz. Budapest p. 9--48.
- Hevesi A. (1978): A Bükk szerkezet- és felszínfejlődésének vázlata  
Fölldr. Ért. 27. évf. 2. 169--203.
- Hevesi A. (1980): Adatok a Bükk-hegység negyedidőszaki ősföldrajzi képé-  
hez. Földtani Közlemények. 3--4. p. 540--550.
- Horváth S. (1962): Fedett karrok a Bükkben. Karszt- és Barl. 1. p.  
25--26.
- Horváth S. (1963): A tarkói kőfülke. Karszt- és Barlangkut. Tájékoztató.  
4--5. p. 79--82.
- Jakucs L. (1960): Szempontok a karsztos tájak denudációs folyamatainak és  
morfogenetikájának értékeléséhez. Fölldr. Ért. 1. p. 17--46.
- Jakucs L. (1971): A karsztok morfogenetikája. Akadémiai Kiadó, Budapest  
p. 1--310.
- Jámbor Á. (1959): A Bükk-fennsík pleisztocén "vályog" képződményei. Föld-  
tani Közlemények. 3. p. 181--184.
- Jánossy D. (1962): A tarkói kőfülke kutatásának öslénytani eredményei.  
Karszt- és Barlangkut. Tájékoztató 4. p. 48--50.



- Kerekes J. (1936): A Tárkányi-öböl morfológiája. Földrajzi Értesítő. 64. p. 80--97.
- Láng S. (1953): Természeti földrajzi tanulmányok az Északmagyarországi középhegységben. Földrajzi Közlemények. 1--2. p. 21--64.
- Láng S. (1954): Hidrológiai és morfológiai tanulmányok a Bükkben. Hidrológiai Közl. 1954. 34. p. 70--81.
- Láng S. (1964): A Bükk geomorfológiai vázlata. Karszt- és Barlang. Tájékoztató. 5--6. p. 83--87.
- Láng S. (1968): Válogatott fejezetek az általános természeti földrajzból. Tankönyvkiadó. Budapest. 1. p. 250--269.
- Láng S. (1971): Hazai karsztok és környékük lepusztulásának egyes kérdései. Karszt- és Barlang 1. p. 1--3.
- Leél-Össy S. (1954): A Magas-Bükk geomorfológiája. Földrajzi Értesítő. 3. p. 323--356.
- Moldvay L. (1969): A neotektonikus felszínalakulás jelenségei a magyarországi középhegységekben. MÁFI évi jelentése 1969-ről. p. 587--637.
- Peja Gy. (1954): A Bükk kialakulása és mai felszíne. Természet- és Társadalom. 113. Bp. 480--483.
- Peja Gy. (1962): Bükk utikalauz. p. 19--29.
- Pécsi M. -- Sárfalfi B. (1960): Magyarország földrajza. Akadémiai Kiadó. Budapest. p. 155-159.
- Pécsi M. (1963): Hegylábi (pediment) felszínek a magyarországi középhegységekben. Földrajzi Közlemények 88. p. 195--212.
- Pécsi M. (1967): Magyarország Nemzeti Atlasza p. 18--19.
- Pécsi M. (1968): A magyarországi középhegységek lepusztulásszintjei különös tekintettel a pedimentképződésre. Term. Földr. dokumentáció 7. sz. MTA.
- Pinczés Z. (1955): Morfológiai megfigyelések a Hór-völgyében. Földrajzi Értesítő. p. 145--156.
- Pinczés Z. (1956): A Déli-Bükk és előterének néhány fejlődéstörténeti problémája. Acta Debreceniensis, 156. p. 1--2.
- Pinczés Z. (1968/1): A Bükk-hegység tönk- és pediment felszínei. Term. földr. dok. 7. sz. MTA FKI p. 32--39.
- Pinczés Z. (1968/2): Harausbildung der tertiären Oberflächen des Bükk-Gebirges. Acta Geogr. Debrecina. 85. p. 189--200.

- Pinczés Z. (1970): Planated sufaces and pediments of the Bükk Mountains. Studies in Hungarian Geography, S. Problems of Relief Planation. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1970. p. 55--67.
- Pinczés Z. (1971): The Bükk mountains. Symposium of surface evolution; S<sub>3</sub>. International Geographical Union European Regional Conference, Hungary, 1971. p. 104--118.
- Pinczés Z. (1976): Climatic conditions of the production of the planation surface. - Debrecen, 1976. IGU Moszkvai Konferencia. p. 1--9.
- Pinczés Z. (1980/1): Production of Planation Sufaces and their Types as Illustrated on the Examples of a Tertiary Volcanic and of Mosozoic Mountain of Limestone KLTE földr. Int. Közl. No. 120. p. 5--29. Debrecen.
- Pinczés Z. (1980/2): Néhány gondolat a Bükk felszínfejlődésével kapcsolatban. Földrajzi Értesítő XXIX. évf. 1. p. 102--103.
- Radócz Gy. (1965): A Bükk-hegység környéki helvétai képződmények mélyföldtani térképe. (M = 1 : 100 000) MÁFI.
- Schréter Z. (1954): A Bükk-hegység régi tömegének földtani és vízföldtani viszonyai. Hidr. Közl. 34. p. 28747--294. p. 369--381.
- Székely A. (1972): Az elegyengetett felszinek típusainak rendszere magyarországi példákon. Föld. Közl. 2. p. 43--58.
- Székely A. (1972): A Magyar-középhegység negyedidőszaki formái és korrelatív ülfékri. Földr. Közl. 2. p. 185--203.
- Tóth G. (1975): A Bükk-hegység felszínfejlődési vázlata. Acta Acad. Griensis, Eger, 674. p. 455--478.
- Tóth G. (1976): A Központi-Bükk karszthidrográfiája. (doktori értekezés) p. 1--201.
- Tóth G. (1976): A Központi-Bükk karsztvíztérképe. Hidr. Közl. 10. p. 444--450.
- Tóth G. (1976): A karsztvíznívó és az időszakos karsztforrások összefüggése a Központi-Bükk területén. Nemzetközi Karszthidr. Szimp. Budapest. p. 159--172.
- Tóth G. (1978): A Központi-Bükk karsztvízmérlege. Nemzetk. Karszthidr. Szimp. Bpest. 1978. p. 219--229.
- Tóth G. (1979): Adatok a Központi-Bükk geomorfológiájához. Nemzetközi Földrajzi Tudományos Ülésszak Pécs, 1979. ápr. 20-án elhangzott elő-

adás anyaga (Házi sokszorosítás, Pécs, 1979.)

Udvarhelyi K. (1968): Magyarország természeti és gazdasági földrajza.  
Tankönyvkiadó, Budapest. 251--257.

Wein Gy. (1972): Magyarország neogén előtti szerkezetföldtani fejlődé-  
sének összefoglalása. Földr. Közl. 4. p. 302--328.